

GEOLOGÍA Y ESTRATIGRAFÍA DE LOS BANCOS FOSFÁTICOS DEL CRETÁCICO INFERIOR EN EL ÁREA DEL CERRO SALADO, CUENCA NEUQUINA, ARGENTINA

Rubén A. MEDINA^{1,2}, Roberto A. SCASSO^{1,3} y Francisco A. MEDINA^{1,3}

¹ Dpto. de Ciencias Geológicas, Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Universidad de Buenos Aires.

E-mail: medinaruben01@yahoo.com.ar

² Dpto. de Agrimensura, Facultad de Ingeniería, Universidad de Buenos Aires.

³ IGeBA - Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas - Universidad de Buenos Aires.

RESUMEN

Se realizó el mapa geológico y el estudio sedimentológico del área del cerro Salado y alrededores (provincia del Neuquén), con énfasis en el estudio de las Formaciones Vaca Muerta y Quintuco y su contenido de fosfatos. La Formación Vaca Muerta presenta un reducido espesor de 20 m de pelitas negras con amonites de edad berriasiana temprana a media. La Formación Quintuco, de 218 m de espesor, fue dividida informalmente en tres miembros constituidos por distintas proporciones de pelitas y areniscas finas a gruesas de color gris, calizas fosilíferas y coquinas, y delgados niveles de tobas. Contiene amonites de edad berriasiana media a valanginiana temprana. Los bancos fosfáticos se agrupan en cuatro intervalos dentro de esta formación, y son *wackestones*, *rudstones* bioclásticos y areniscas híbridas. Las partículas fosfáticas son nódulos, y en menor medida, fragmentos de conchillas parcial a totalmente fosfatizadas. Las capas de la Formación Vaca Muerta se acumularon en una rampa externa a cuenca, y las de la Formación Quintuco en una rampa media a externa cuyas variaciones fueron producto de oscilaciones del nivel del mar, aunque en general dichos ambientes son más someros que los esperables de acuerdo a los mapas paleogeográficos esquemáticos previamente conocidos. Esto podría deberse a la influencia del alzamiento sinsedimentario del Dorso de los Chihuidos, estructura ubicada inmediatamente al este. La fosfogénesis tuvo lugar durante episodios de mar alto y baja tasa de sedimentación, y la concentración de partículas fosfáticas se produjo por el retrabajo mecánico causado por las corrientes y el oleaje durante los períodos de ascenso y caída del nivel del mar.

Palabras clave: Fosfatos, Formación Quintuco, cerro Salado, Cuenca Neuquina, Cretácico Inferior

ABSTRACT

Geology and stratigraphy of Lower Cretaceous phosphate beds in the cerro Salado area, Neuquén Basin, Argentina

The geological map and sedimentological study of the cerro Salado and surrounding areas in the Neuquén Province was carried out, with emphasis in the study of the Vaca Muerta and Quintuco Formations. The Vaca Muerta Formation is constituted by 20 m of black shales and bears early-mid Berriasian ammonites. The Quintuco Formation is 218 m thick and it was informally divided into three members constituted by varying proportion of gray shales and sandstones, fossiliferous limestones and coquinas, and thin tuff beds. It bears middle Berriasian to early Valanginian ammonites. The phosphatic beds in the Quintuco Formation are *wackestones*, bioclastic *rudstones* and hybrid sandstones forming condensed beds with variable mechanical reworking. They were grouped into four phosphatic intervals. Phosphatic particles are mainly nodules and subordinated, partially or totally phosphatized shells. The Vaca Muerta Formation was accumulated on external ramp to basin environment. The Quintuco Formation deposits are assigned to middle to outer ramp environments. Water depth variation was caused by sea-level oscillations. On average water depth was less than expected according to the previous paleogeographic sketch maps. This might be caused by the synsedimentary uplift of the Dorso de los Chihuidos a large structure located few tens of km to the east of the cerro Salado area. The phosphogenesis took place during sea highstands and low clastic sedimentation rates, whereas reworking by waves and currents and concentration of phosphatic particles occurred during periods of sea-level rise and fall.

Keywords: Phosphates, Quintuco Formation, cerro Salado, Neuquén Basin, Lower Cretaceous

INTRODUCCIÓN

En el presente trabajo se da a conocer el contexto geológico y estratigráfico, y se

describen petrográficamente nuevos estratos fosfáticos del Cretácico Inferior en el área del cerro Salado, en el centro de la provincia del Neuquén, dentro de la

Cuenca Neuquina (Fig. 1). Estos son *wackestones*, *rudstones* bioclásticos y areniscas híbridas contenidas en los depósitos marinos someros de la Formación Quintu-

co. Si bien la presencia de niveles fosfáticos del Cretácico Inferior en la Cuenca Neuquina, especialmente en la sierra de la Vaca Muerta, era conocida desde tiempo atrás a través de los trabajos de Mastandrea *et al.* (1975, 1982, 1983), Leanza (1984), Leanza *et al.* (1986, 1989) y Castro *et al.* (1998), se desconocía la existencia y características de niveles equivalentes más al norte. Resultados preliminares de este estudio fueron dados a conocer por Medina *et al.* (2010a y b, 2011) y Medina (2014), pero hasta el momento no se había publicado en un trabajo de detalle sobre el área mencionada. En ese sentido, el área del anticlinal del cerro Salado resultó de interés para la prospección, ya que en ella afloran las unidades portadoras de rocas fosfáticas del Cretácico Inferior y, pese a cierta complejidad estructural, las exposiciones son suficientemente adecuadas como para permitir la reconstrucción de la columna estratigráfica. Por otra parte, la abundante fauna de invertebrados marinos permitió determinar con precisión la edad berriasiana-valanginiana de las capas fosfáticas. También se adjuntan en la presente contribución el estudio petrográfico de la columna sedimentaria y un análisis preliminar de los ambientes sedimentarios y de las variaciones en la profundidad del mar de acuerdo con las facies sedimentarias presentes.

MARCO GEOLÓGICO REGIONAL Y EVOLUCIÓN DE LA CUENCA

La Cuenca Neuquina constituye un amplio engolfamiento alargado en dirección SE-NO (engolfamiento Neuquén-Aconcagua de Legarreta y Uliana 1996a y b), abierto hacia el océano Pacífico en su extremo noroccidental (Fig. 1), en donde se depositó una espesa secuencia de sedimentos del Triásico Tardío al Paleógeno Temprano. El emplazamiento tectónico para el Jurásico Tardío fue el de una cuenca ubicada entre el antepaís sudamericano que se hundía, formando una extensa y somera depresión, y un arco volcánico que se desarrollaba hacia el oeste

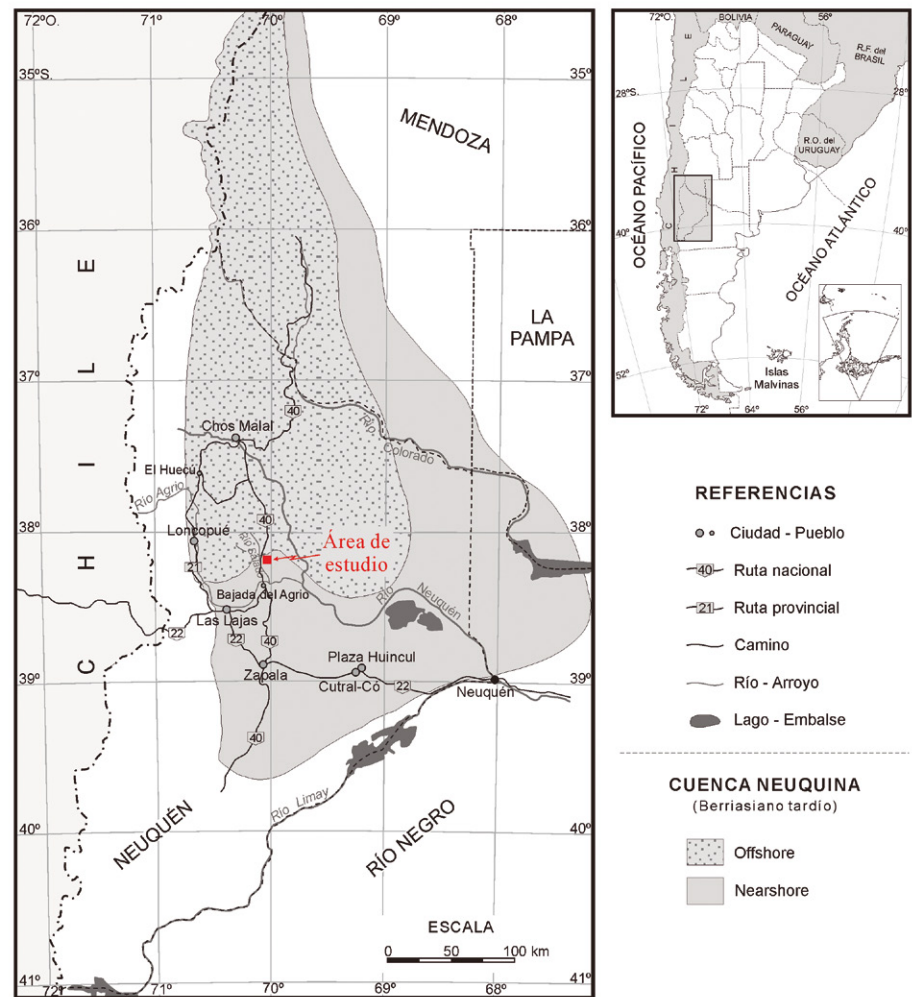


Figura 1: Ubicación del área de estudio y mapa mostrando la máxima extensión del mar para el Berriasiano tardío, separando las áreas dominadas por sedimentación *offshore* de las dominadas por sedimentación *nearshore* (modificado de Legarreta y Uliana 1991 y Leanza *et al.* 2011). De acuerdo con el análisis realizado en el presente trabajo los sedimentos de la Formación Quintuco caracterizan al área de *nearshore*.

(Legarreta y Uliana 1996a y b).

La estratigrafía de la Cuenca Neuquina fue descrita por Digregorio y Uliana (1980), Leanza (1981) y Gulisano *et al.* (1984). La sedimentación en la misma se inició durante un evento de *rift* triásico que evolucionó a una fase temprana de *sag* en el Jurásico Tardío-Cretácico Temprano (Mitchum y Uliana 1985), lapso en el cual se depositaron las Formaciones Vaca Muerta, Quintuco y Mulichinco. El análisis estratigráfico-secuencial de dicha cuenca fue realizado por Legarreta y Gulisano (1989), mientras que el intervalo Jurásico Superior-Cretácico Inferior fue estudiado con esta metodología por Mitchum y Uliana (1985) y Legarreta y

Uliana (1996a y b). Estos autores relacionaron las transgresiones y regresiones registradas en la cuenca con las variaciones eustáticas globales, y definieron a las Formaciones Vaca Muerta, Quintuco y Mulichinco como unidades litofaciales transgresivas que se acumularon en un sistema de cuenca-talud-borde de plataforma y plataforma. Estudios más recientes propusieron, para el mismo intervalo, sistemas de rampa y cuenca con un talud hacia el oeste en diferentes sectores de la Cuenca Neuquina (Spalletti *et al.* 1999, 2000, 2008, Scasso *et al.* 2002, 2005, Leanza *et al.* 2003, Kietzmann *et al.* 2008, 2014a y b, 2015, 2016, Kietzmann y Vennari 2013, entre otros). Las unidades referidas in-

tegran varias secuencias deposicionales con morfología de clinoformas, que progradan hacia el O y NO atravesando prácticamente la totalidad de la provincia del Neuquén (Mitchum y Uliana 1985). Gran parte de la Cuenca Neuquina fue inundada por un mar cuyo nivel de altura máxima se desarrolló durante el Tithoniano temprano a medio, extendiéndose la inundación hasta el Valanginiano temprano. Durante ese lapso se depositaron las pelitas oscuras de la Formación Vaca Muerta (Tithoniano-Valanginiano inferior), y las pelitas, calizas y areniscas pertenecientes a la Formación Quintuco (Berriasiano inferior-Valanginiano inferior). La evolución de la transgresión marina del Tithoniano inferior posibilitó la formación de una amplia cuenca marina con un régimen hidrológico que indujo condiciones propicias a un ambiente reductor dando origen a los depósitos rítmicos de la Formación Vaca Muerta (Legarreta y Uliana 1991). Esta formación es una de las unidades litoestratigráficas de mayor extensión areal en la Cuenca Neuquina, cuyos depósitos se caracterizan por presentar una alternancia de intervalos carbonáticos y terrígenos, conformando ciclos de lutitas/margas y calizas controlados por cambios eustáticos y cambios climáticos asociados, detectados en intervalos particulares de la columna (Scasso *et al.* 2002, 2005) y también en forma regional (Kietzmann *et al.* 2008, 2014 a y b, 2016, Kietzmann 2011). Litológicamente, la Formación Vaca Muerta está compuesta por pelitas y calizas, predominando las arcilitas, arcilitas micriticas, micritas arcillosas y micritas, todas ellas con gran cantidad de materia orgánica bituminosa. Estas pelitas fueron subdivididas en diferentes tipos sobre la base de estudios geoquímicos inorgánicos (Spalletti *et al.* 2014). A su vez, la abundante materia orgánica (2-12% de TOC) sugiere condiciones disaeróbicas a anaeróbicas del fondo marino como resultado de la estratificación de la columna de agua y un balance hidrológico positivo (Legarreta y Uliana 1996a y b, Doyle *et al.* 2005). A esto pudo sumarse la presencia de giros secundarios desprendidos de

las corrientes de surgencia del océano Pacífico (Scasso *et al.* 2002, 2005) que transportaron aguas anóxicas desde un sector de oxígeno mínimo en la zona de talud-plataforma de la cuenca (Spalletti *et al.* 2000). Gulisano *et al.* (1984) y Mitchum y Uliana (1985) señalan que las Formaciones Vaca Muerta y Quintuco representan un sistema integrado de clinoformas progradantes, en el cual la primera representa las facies más profundas y la segunda las facies más someras de cada clinoforma. Por lo tanto, los depósitos de la Formación Quintuco en el área del cerro Salado corresponderían sincrónicamente a depósitos de la Formación Vaca Muerta hacia el oeste, hacia el centro de la cuenca. A causa de una pronunciada caída del nivel del mar durante el Valanginiano, por sobre el sistema Vaca Muerta-Quintuco se depositaron las areniscas de plataforma y de ambiente continental asignadas a la Formación Mulichinco (Valanginiano inferior). Con posterioridad a este evento, durante el Valanginiano temprano-Barremiano temprano, un nuevo ascenso del nivel del mar provocó una rápida expansión de los depósitos marinos atribuidos a las sedimentitas de la Formación Agrio (Gulisano *et al.* 1984, Vergani *et al.* 1995, Leanza y Hugo 2005).

METODOLOGÍA

La zona de trabajo fue mapeada a escala 1:14.000 (Medina 2014) y se reconocieron las principales unidades estratigráficas y las estructuras mayores. El estudio descriptivo de las Formaciones Vaca Muerta, Quintuco y Mulichinco se realizó mediante el levantamiento de perfiles columnares banco a banco en los sectores bien expuestos. En ellos la fauna fue identificada y descripta en el campo, nivel por nivel, con especial énfasis en las especies con valor cronoestratigráfico. Gran parte del área se encuentra cubierta y las exposiciones parciales permitieron el mapeo pero no el levantamiento de perfiles de detalle. La intensa fragmentación de las rocas a menudo dificultó la observación de las estructuras sedimentarias, lo que limita la interpretación paleoambien-

tal, que se basó principalmente en la comparación con estudios previos en sucesiones más completas y mejor expuestas de las unidades estudiadas. Los estratos fosfáticos pudieron seguirse en casi todo el sector mapeado y constituyen buenos niveles guía para el mapeo. La Formación Agrio no se describe en este trabajo por estar fuera del intervalo fosfogénico de interés. Para los estudios petrográficos se emplearon las clasificaciones de Pettijohn (1963, 1975) y Zuffa (1980) para las areniscas y areniscas híbridas, la textural de Dunham (1962) modificada por Embry y Klován (1971) para las calizas, y la modificación de Trappe (2001) para el caso de las calizas fosfatizadas.

En cada uno de los bancos fosfáticos, el porcentaje de partículas fosfáticas se estimó ópticamente con microscopio petrográfico. Se utilizó la siguiente clasificación: capa *muy levemente fosfática* si el porcentaje fue menor al 5%, *levemente fosfática* si fue mayor o igual a un 5% y menor a un 15%, *moderadamente fosfática* si fue mayor o igual a un 15% y menor a un 25%, y *fosfática* si fue superior o igual a un 25%. Para determinar el contenido de P_2O_5 , se empleó espectrofotometría en el UV-visible con un equipo PG Instruments T60 perteneciente al Laboratorio de Análisis Químicos Aplicados a las Geociencias, Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, UBA. En total, se analizaron 24 muestras, 7 pertenecientes al intervalo fosfático I, 3 al intervalo fosfático II, 4 al intervalo fosfático III, y 10 al intervalo fosfático IV.

UBICACIÓN GEOGRÁFICA Y GEOLOGÍA DEL ÁREA DEL CERRO SALADO

El área del cerro Salado se ubica en el sector central de la provincia del Neuquén, a 65 km al NNE de la ciudad de Las Lajas y a 5 km al E de la ruta nacional 40, en el departamento de Loncopué. El sector de estudio se encuentra comprendido entre los paralelos 38°09'25,75" y 38°12'37,20" de latitud sur y los meridianos 70°03'09,20" y 70°00'24,00" de longitud oeste, en la región extraandina

de Neuquén (Fig. 1). El área forma parte de la denominada cordillera del Salado (IGM 1930, 1998), cuyo cerro homónimo de 1.425 m s.n.m. (38°12'07,8"S - 70°02'06,6"O) constituye el pico de mayor altitud de la zona, siguiéndole el cerro de la Mula con 1.412 m s.n.m., localizado a 16 km al norte de aquel. Localmente, el cerro Salado también es conocido con el nombre de cerro Lindero, pues oficia de límite entre tres terrenos reclamados por los lugareños como propios al estado provincial.

En la zona del cerro Salado se reconocieron dos estructuras mayores, el anticlinal del cerro Mula y el limbo oriental del sinclinal del Salado (Leanza y Hugo 2005), este último en el extremo occidental del área estudiada. Ambas estructuras poseen ejes con una dirección aproximada N-S (Fig. 2). Estos pliegues se ponen en contacto mediante un retrocorrimiento con vergencia oeste, que emplea como despegue las pelitas negras de la Formación Vaca Muerta (Leanza y Hugo 2005). Un corrimiento de similares características pero con vergencia al este se presenta al oriente del retrocorrimiento anterior, permitiendo ambos el afloramiento en superficie del núcleo del anticlinal del cerro Mula (véase corte estructural A-B de la Fig. 2). Estructuras menores, tales como pequeños pliegues, flexuras, fallas directas y corrimientos, se observan en toda el área, predominando en el anticlinal del cerro Mula, especialmente en el cerro Salado. En este sector cabe destacar los juegos de fallas subverticales o con alto ángulo, con direcciones aproximadas N-S, que atraviesan el cerro desde el techo hasta prácticamente la base del mismo, dando lugar a la conformación de una estructura tipo *horst* de pequeñas dimensiones.

ESTRATIGRAFÍA DEL ÁREA DEL CERRO SALADO

Weaver (1931) estudió la sucesión sedimentaria del Cretácico Inferior en el cerro Salado. Determinó un espesor de aproximadamente 1.550 m que dividió de base a techo en tres unidades forma-

cionales: 1) 200 m de lutitas asignadas a la Formación Quintuco, 2) 200 metros de areniscas continentales incluidas en la Formación Mulichinco y 3) 1.150 m de areniscas, calizas y lutitas asignadas a la Formación Agrio.

Leanza (1972), en concordancia con Cangi (1968) y Marchese (1971), incluyó a la Formación Quintuco en sinonimia con la unidad infrayacente, es decir, la Formación Vaca Muerta, pues interpreta que ambas unidades no presentan diferencias litológicas en las localidades tipo (véanse también los trabajos de Leanza 1981, Aguirre-Urreta y Rawson 1999, 2001, Leanza *et al.* 2003, y la bibliografía por ellos citada).

Para Gulisano *et al.* (1984) la Formación Vaca Muerta está constituida por pelitas oscuras con intercalaciones de calizas gris oliva y en menor proporción areniscas finas grises, con fauna marina. Por su parte, la unidad suprayacente, es decir la Formación Quintuco, está compuesta por areniscas, calizas y pelitas de colores claros, también con fauna marina. Esta interpretación es seguida en varios trabajos posteriores (Riccardi 1988, Leanza *et al.* 2000, Aguirre-Urreta *et al.* 2007, entre otros) y es la que se utiliza en este, ya que resulta adecuada para la columna litoestratigráfica presente en el sector del cerro Salado y zonas adyacentes.

Formación Vaca Muerta (Weaver 1931)

Distribución, espesor y relación con otras unidades: La Formación Vaca Muerta aflora en un área pequeña, aproximadamente a 2,3 km al norte del cerro Salado (Fig. 2) y presenta un espesor reducido, de alrededor de 20 m, el cual corresponde a la parte superior de esta unidad. La base de esta formación no está expuesta y el techo es transicional con la Formación Quintuco. Esta unidad está representada parcialmente en los perfiles estratigráficos N-S, 1-3, y L-P de la figura 3.

Litología: Las litologías dominantes son las fangolitas marinas de color gris oscuro, predominando ampliamente las arcilitas, con concreciones calcáreas (*mudstones*) dispersas (Figs. 3 y 4). Estas son de forma esférica con un diámetro máximo de 20 cm.

Distribución de la fauna y edad: La fauna de esta unidad está compuesta casi exclusivamente por moluscos (Fig. 4). A 4-5,5 m de la base de esta formación son abundantes los amonites que incluyen ejemplares de las especies: *Spiticas planulum* Gerth, *Spiticas* sp., *Aspidostephanus depressus* (Steuer) y *Cuyanicas transgrediens* (Steuer), entre otras. Los siguientes 9 m contienen "*Thurmannicas*" *lateumbilicatum* Leanza y "*Thurmannicas*" *duraznense* Gerth, en asociación con escasos bivalvos infaunales del género *Steinmanella*. En la parte más alta (14-14,5 m) son abundantes los ejemplares de *Berriasella* sp., "*Pseudoblanfordia*" *australis* (Burckhardt) y *Panopea* cf. *neocomiensis* Leymerie.

De acuerdo a esta distribución, temporalmente el sector cuspidal de la Formación Vaca Muerta puede extenderse hasta el Berriasiano temprano-medio (Fig. 4).

Interpretación paleoambiental: El color oscuro de las fangolitas sugiere que la decantación se produjo en condiciones de oxigenación deficiente, y esta sedimentación estuvo controlada por procesos suspensivos en un ambiente alejado de la costa, de rampa externa a cuenca, por debajo de la base del tren normal de olas de tormenta. Estos paleoambientes son similares a los descritos por Kietzmann *et al.* (2008, 2014 a y b, 2016) para esta unidad (Fig. 5).

Formación Quintuco (Weaver 1931)

Distribución, espesor y relación con otras unidades: La Formación Quintuco aflora en la ladera norte del cerro Salado, cubriendo prácticamente en su totalidad una franja en sentido N-S de alrededor de 3 km de ancho, ubicada en la parte central del área estudiada (Fig. 2). Está constituida por una secuencia sedimentaria clástica marina de alrededor de 218 m de espesor (Fig. 4). La base de la Formación Quintuco es transicional con la Formación Vaca Muerta y el techo presenta, en algunos sectores, un contacto paraconcordante y neto con la Formación Mulichinco, en tanto que en otros es transicional, si bien en gran parte del área bajo estudio este contacto se encuentra cubierto por derrubios.

Litología y subdivisión interna: La litología

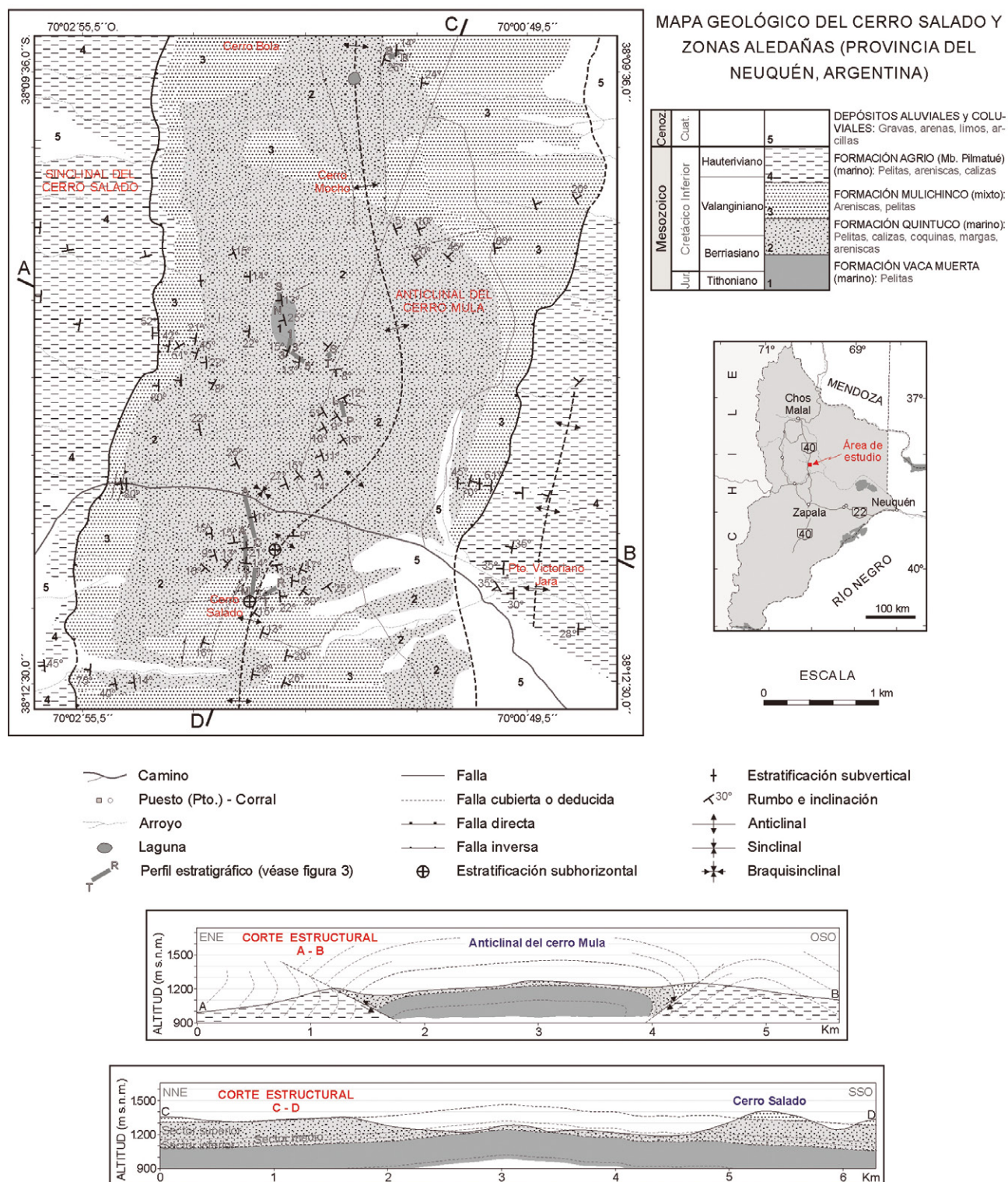


Figura 2: Mapa geológico del área de estudio.

dominante corresponde a arcilitas limosas, limolitas, arcilitas, margas, calizas y areniscas, predominando ampliamente las dos primeras (Figs. 3 y 4). Según la distribución y granulometría de estas lito-

logías, esta formación puede dividirse informalmente en tres miembros: inferior, medio y superior. El miembro inferior está representado en los perfiles estratigráficos N-S, 1-3, 3'-5' y L-P, el miembro

medio en N-S, 3'-5', S'-T', L-P y A-C, y el miembro superior en A'-I', I-M, R-T y B-B' (Fig. 3).

Miembro inferior: El miembro inferior posee un espesor aproximado de 34 m de

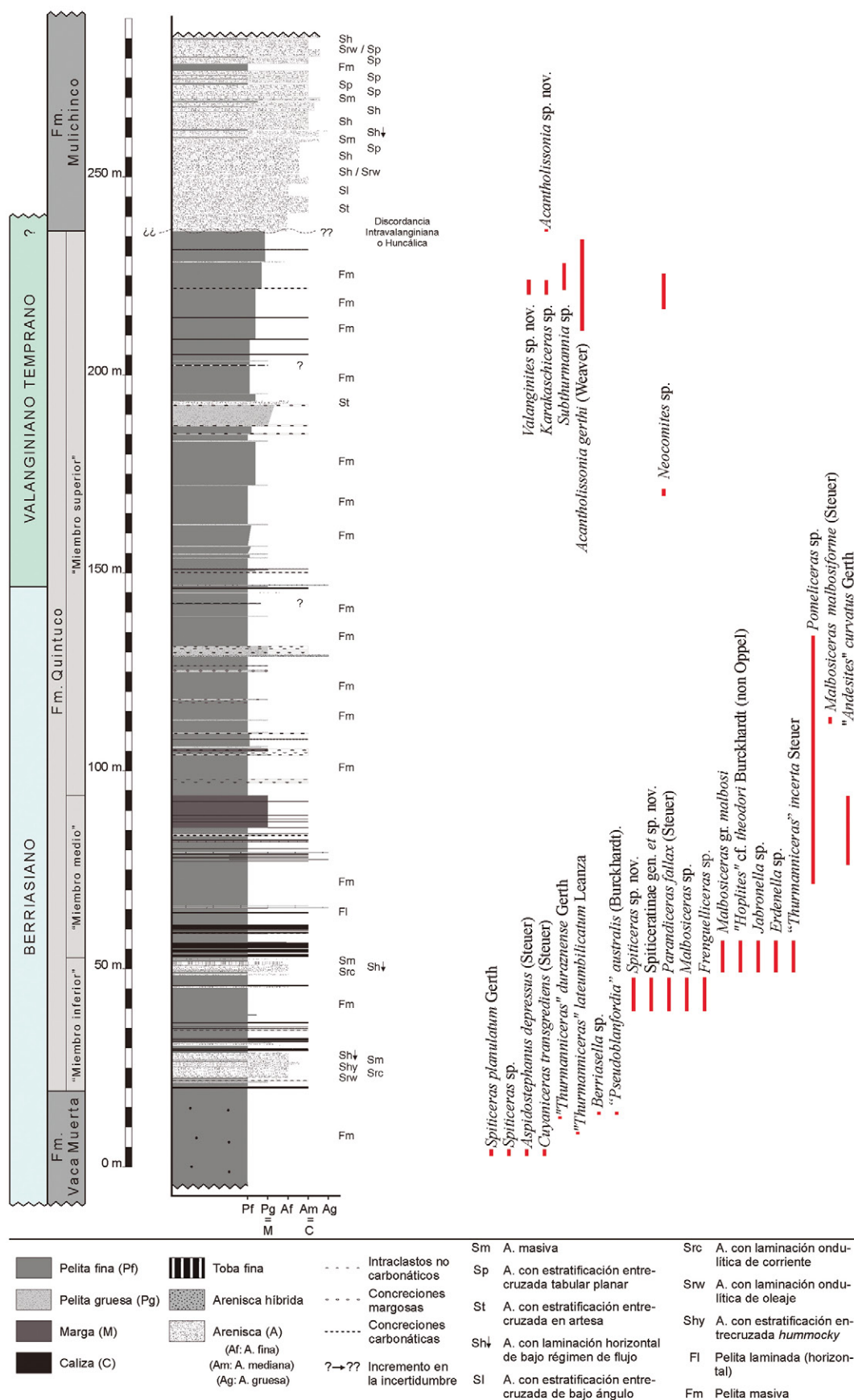
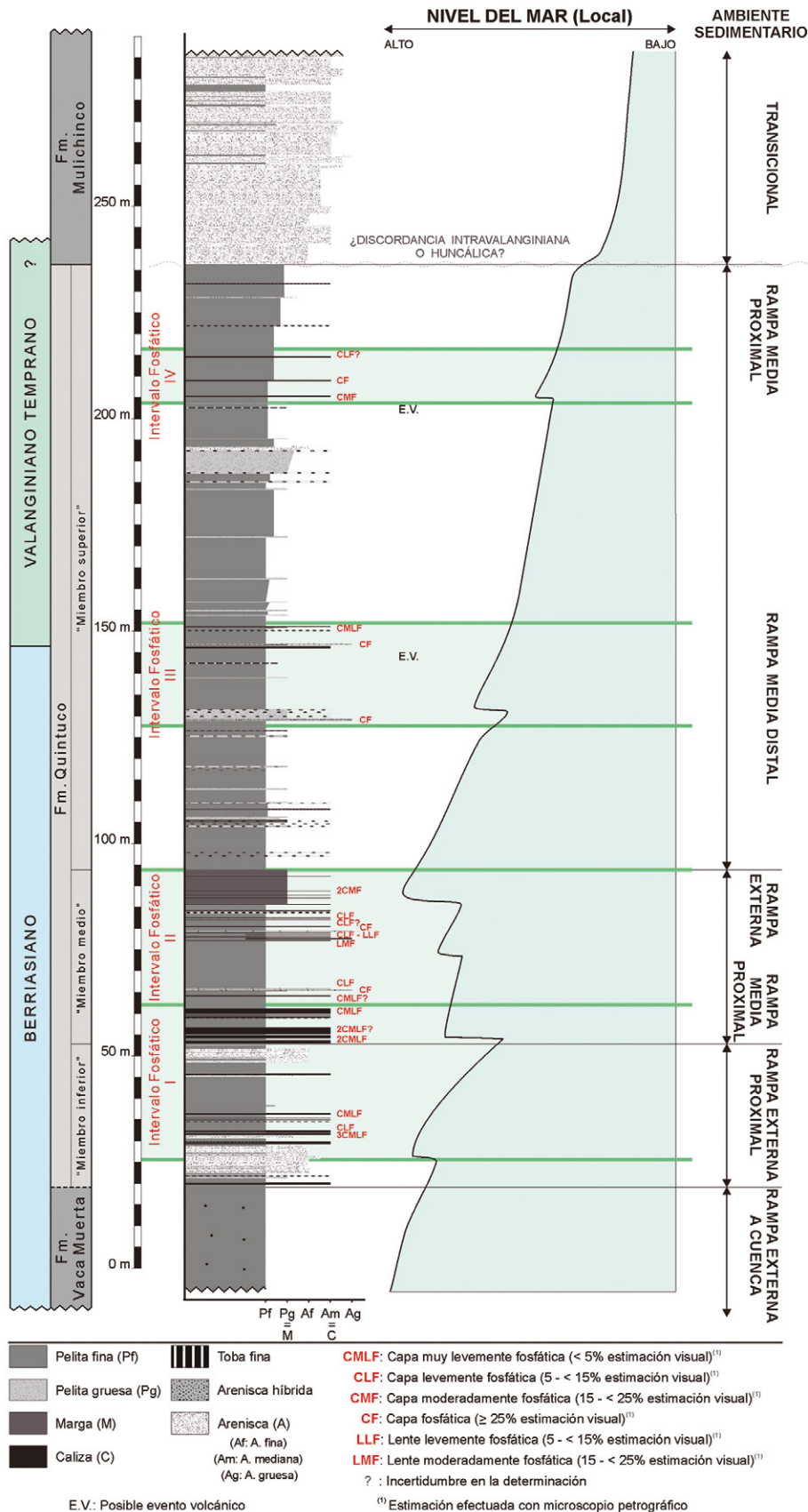


Figura 4: Perfil integrado y distribución estratigráfica de las principales especies de amonoideos reconocidas en el área de estudio.



pelitas que se caracterizan por incluir, tanto en la parte inferior como en la superior, bancos de areniscas con delgadas capas de pelitas intercaladas, en tanto que en la parte central se destacan las intercalaciones de bancos de calizas y bancos continuos de concreciones calcáreas (Figs. 3 y 4).

En las pelitas predominan las arcilitas y limolitas finas de color castaño claro, gris verdoso y gris oscuro. En general, son masivas y están intensamente fragmentadas, con bancos de hasta 9 m de espesor, aunque generalmente no superan los 3 m de potencia (Fig. 6a).

Las areniscas son de grano fino y, en menor medida, muy fino, y por lo general están bien a muy bien seleccionadas. Conforman bancos consolidados con base neta, generalmente de menos de 0,65 m de espesor, aunque excepcionalmente llegan a 2 m, de color gris, con tonalidades oscuras, verdosas, claras y castañas, a veces fragmentados (Fig. 6b). Predominan las capas masivas y con laminación horizontal de bajo régimen de flujo. Es menos frecuente la laminación ondulítica de corriente, de oleaje, y la estratificación entrecruzada *hummocky*. Las paleocorrientes dominantes presentan direcciones aproximadas al O, y en menor medida, al SE y SO.

Los bancos de *wackestones* y *rudstones* bioclásticos pueden alcanzar espesores de hasta 40 cm, aunque normalmente no superan los 27 cm, son de color gris oscuro en superficie fresca y castaño rojizo en superficie expuesta. Son bancos consolidados, conformados por cantidades variables de restos finamente fragmentados de ostreoides, trigonias e incluso amonites, que llegan a constituir en algunos casos bancos amalgamados de *rudstones* bioclásticos, con base neta o erosiva. Algunos de los bancos de caliza presentan muy leves a leves manifestaciones fosfáticas.

Las concreciones calcáreas (*mudstones*) tienen formas discoidales con un diámetro máximo promedio de 17 cm, y conforman bancos continuos de color gris oscuro en superficie fresca y castaño rojizo en superficie expuesta, que no superan los 12 cm de potencia.

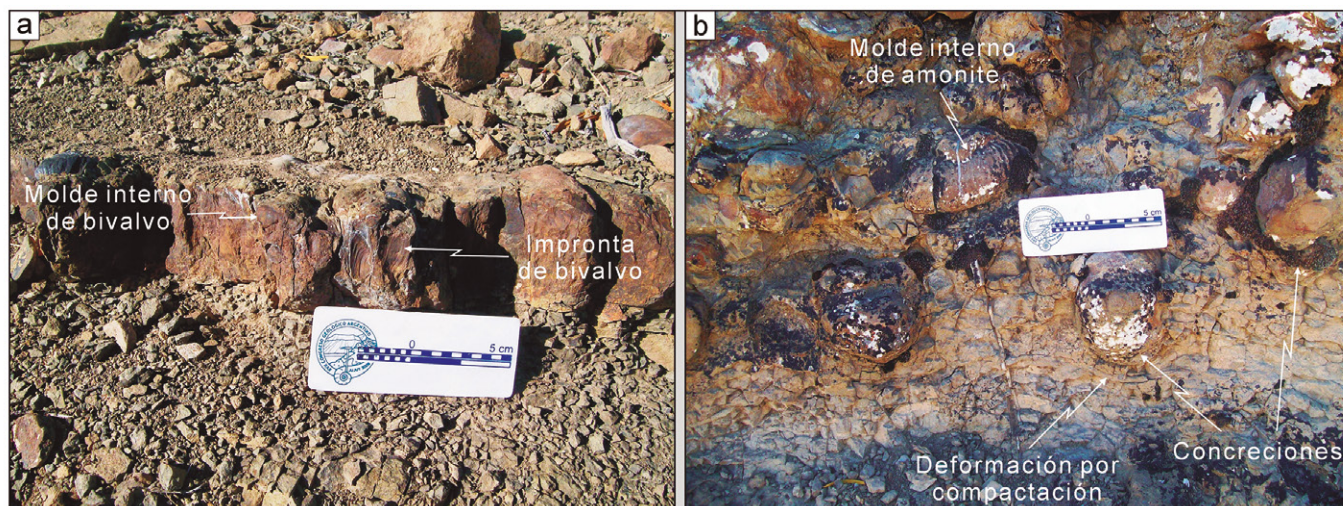


Figura 6: Miembro inferior de la Formación Quintuco. a) Banco de limolita conteniendo moldes internos e improntas de bivalvos, intercalado en bancos de limolitas arcillosas; b) Banco de arenisca muy fina con concreciones. Puede observarse la deformación producida durante la compactación del sustrato, dado que las concreciones presentan una mayor resistencia a ser deformadas. Escala 10 cm.

Interpretación paleoambiental: La sedimentación del miembro inferior de la Formación Quintuco tuvo lugar en un ambiente de rampa externa proximal (Fig. 5), sometido a procesos generados durante períodos de buen tiempo y esporádicamente a la acción del oleaje de tormenta y corrientes costeras. Paleoambientes similares han sido descritos para este intervalo en otros sectores de la cuenca (e.g. Kietzmann *et al.* 2008, 2014 a y b, 2016). La alternancia de litologías calcáreas y silicoclásticas y el diferente grado de retrabajo de los sedimentos son posiblemente el resultado de fluctuaciones en el aporte de sedimentos o variaciones menores del nivel del mar. La fosfatización tuvo lugar en situación de poco aporte de sedimentos y relativa mayor profundidad, en tanto que el retrabajo de los componentes fosfáticos se dio en condiciones de poca profundidad relativa, principalmente por efecto del oleaje de tormentas.

Miembro medio: El miembro medio posee un espesor aproximado de 41 m y se caracteriza por presentar bancos de caliza y, en menor proporción, de areniscas híbridas, intercalados en bancos de pelitas y margas (Figs. 3 y 4).

Las pelitas constituyen la litología dominante, predominando las arcilitas y limolitas finas fragmentadas, de color gris claro a oscuro, y castaño claro a mediano. En general, son masivas y, en menor me-

da, laminadas. Los bancos pueden alcanzar hasta 11 m de espesor, siendo frecuentes los bancos con espesores inferiores a 3 m.

Las margas y pelitas margosas son de color gris oscuro, en general masivas y fragmentadas. Se encuentran mayormente en la parte cuspidal de la unidad, pudiendo alcanzar espesores de hasta 4 m, siendo frecuentes los bancos con espesores inferiores al metro.

Los *wackestones* y *rudstones* bioclásticos conforman bancos tabulares y lentes de color gris oscuro en superficie fresca y castaño rojizo en superficie expuesta. En la base forman potentes bancos de *rudstones* bioclásticos de hasta 60 cm de espesor, consolidados, con techo neto y base generalmente erosiva, o neta (Fig. 7a). Estos bancos están compuestos mayormente por ostras desarticuladas, y en menor medida articuladas, de *Aetostreon* sp. En este sector también es frecuente encontrar bancos de aspecto nodular con espesores comprendidos entre 0,4 y 1,5 m. Los *rudstones* bioclásticos y bancos nodulares se caracterizan por contener venillas de calcita de menos de 1 cm de espesor, dispuestas en forma subvertical y con dirección N-S, si bien aparecen, en menor proporción, subparalelas a la estratificación. El resto del miembro se caracteriza por bancos y lentes de *wackestones* y *rudstones* bioclásticos de menos de 0,25

m de espesor, consolidados, con techo y base netos. Contienen cantidades variables de restos fracturados de ostreoides, trigonias y en menor cantidad amonites, llegando a constituir en algunos casos discretos bancos de *rudstones* bioclásticos que, con frecuencia, presentan base erosiva. Algunos de estos bancos y lentes presentan muy leves a moderadas manifestaciones fosfáticas (Fig. 7b).

Las areniscas híbridas se ubican en la parte basal del sector medio y superior de esta unidad. Son sólo tres bancos de color gris mediano a oscuro en superficie fresca y castaño rojizo en superficie expuesta. Presentan granulometría mediana a gruesa, están pobremente seleccionadas y, en menor medida, moderadamente bien seleccionadas. Conforman bancos consolidados de hasta 20 cm de espesor, que con frecuencia presentan techo neto y base neta, erosiva o plana. Estas areniscas están compuestas por más de un 50% de partículas intraclásticas fosfáticas, partículas terrígenas (principalmente cuarzo y feldespato) y partículas esqueléticas, conformadas estas últimas por un 55% de restos subredondeados de equinoideos y un 45% de restos fracturados y angulosos de ostreoides.

Interpretación paleoambiental: La base de este intervalo refleja un ambiente marino somero de rampa media proximal con bajo aporte de sedimentos (Fig. 5). Esto se

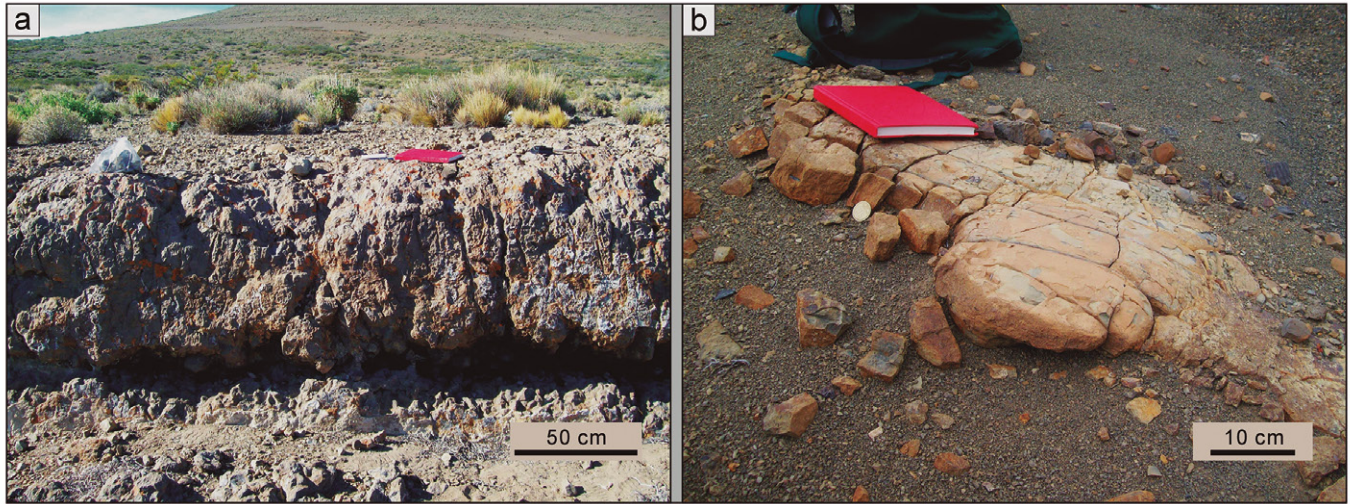


Figura 7: Miembro medio de la Formación Quintuco. a) Potente banco de *rudstone* bioclástico ubicado en el sector basal de esta unidad, compuesto mayormente por ostreoides (*Aetostreon* sp.); b) Delgado banco de *wackestone* levemente fosfático (*phosclast-wackestone*).

ve reflejado en la formación de biostromas ostreros, que constituyen acumulaciones paraautóctonas al ser retrabajadas por el oleaje de tormentas. Hacia la parte media aumenta el aporte clástico de sedimentos en suspensión, concomitantemente con un ascenso relativo del nivel del mar, respondiendo a un ambiente de rampa externa proximal. En tanto que hacia el sector cuspidal, la presencia de margas y pelitas margosas oscuras indican una relativa disminución del aporte clástico y una mayor profundidad del agua en condiciones restringidas en oxigenación, probablemente en un ambiente de rampa externa. Las areniscas híbridas con alto contenido fosfático señalan episodios de retrabajo del fondo marino por olas de tormentas, o bien son producto de corrientes de retorno posteriores a las mismas.

Miembro superior: Esta unidad posee un espesor aproximado de 143 m, formado mayormente por bancos de pelitas y margas (Figs. 3 y 4) con intercalaciones de bancos continuos y discontinuos de concreciones calcáreas y margosas, y en menor proporción, bancos de calizas, areniscas, y tobas finas.

En la base de este sector predominan las arcilitas limosas y limolitas finas, y en el resto las limolitas medianas y gruesas y limolitas arenosas. Las tonalidades dominantes son verde, gris verdoso y gris

mediano a oscuro, y en menor medida, castaño y negro. Forman bancos de aspecto masivo con espesores generalmente menores a 3 m, aunque pueden llegar hasta 11 m de espesor, de rocas fuertemente fragmentadas, salvo los bancos constituidos por limolitas gruesas y arenosas que frecuentemente se encuentran más consolidados (Fig. 8a).

Las margas y pelitas margosas son masivas, de color gris oscuro en superficie fresca y castaño rojizo en superficie expuesta, y se encuentran fragmentadas. En general, los bancos no superan los 0,15 m y rara vez alcanzan los 0,7 m de espesor.

Las concreciones calcáreas (*mudstones*) son de color gris oscuro en superficie fresca y castaño rojizo en superficie expuesta. Son más frecuentes en la parte basal y media y están dispuestas comúnmente en forma discontinua y, en menor medida, forman bancos continuos de concreciones dispuestas una al lado de la otra. Tienen formas aplanadas, discoidales, con un diámetro máximo promedio de 15 cm y un espesor de 10 cm, aproximadamente. Algunos bancos del sector medio basal de esta unidad presentan muy leves manifestaciones fosfáticas.

Las concreciones margosas presentan características similares a las calcáreas, pero se encuentran en menor cantidad y con dimensiones ligeramente inferiores. Son más frecuentes hallarlas en la parte cuspi-

dal del sector superior.

Los *wackestones* y *rudstones* bioclásticos son de color gris oscuro en superficie fresca y castaño rojizo en superficie expuesta. Aparecen en la parte media y superior de este sector. En la parte central conforman un banco de *rudstone* bioclástico de hasta 32 cm de espesor, consolidado, con base erosiva, compuesto mayormente por fragmentos de *Aetostreon* sp. En la parte cuspidal forman otro potente banco de *rudstone* bioclástico, consolidado, con base neta, de hasta 3 m de espesor, reduciéndose lateralmente y en algunos sectores a menos de 10 cm, conformado mayormente por valvas desarticuladas, y en menor medida articuladas, de *Aetostreon* sp. (Figs. 8b y c). Al menos otros dos pequeños bancos (*wackestones*) están presentes en este lugar, con espesores inferiores a 36 cm, consolidados, con base neta, conformados por cantidades variables de restos fracturados de ostreoides, trigonias y en menor cantidad, amonites. Uno de estos bancos presenta manifestaciones fosfáticas y otros dos manifestaciones leves y moderadas.

Las areniscas híbridas se ubican en el sector inferior alto, medio basal y superior alto de esta unidad. Están constituidas por solo tres bancos consolidados de color gris oscuro en superficie fresca y castaño rojizo en superficie expuesta, de hasta 43 cm de espesor, con techo neto y base ne-

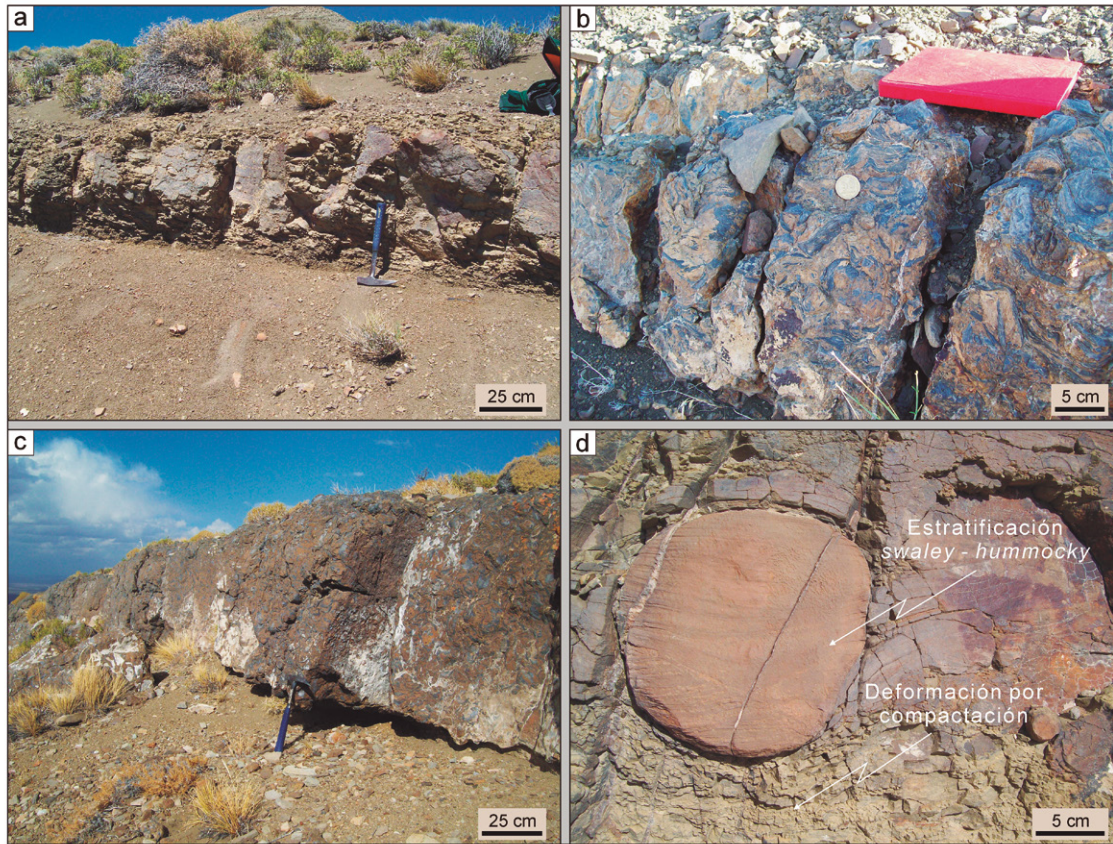


Figura 8: Miembro superior de la Formación Quintuco. a) Banco moderadamente consolidado conformado por limolita arenosa; b y c) *Rudstones* bioclásticos constituidos casi en su totalidad por *Aeolotremon* sp.; d) Concreción arenosa que conserva la estructura sedimentaria original (estratificación *swaley-hummocky*), a diferencia del sustrato arenoso que la rodea que la perdió parcialmente y se deformó por compactación posterior.

ta o erosiva. Dos de los bancos presentan granulometría gruesa con selección pobre, y el restante, granulometría mediana con buena selección. Estas areniscas están compuestas por más de un 50% de partículas intraclásticas fosfáticas, partículas terrígenas (principalmente cuarzo y feldespato) y partículas esqueléticas, conformadas estas últimas por un 95% de restos fracturados y angulosos de ostreoides y un 5% de restos redondeados a subredondeados de equinoideos. La arenisca híbrida del sector superior alto se interdigita lateralmente con un *wackestone* con alta proporción de partículas fosfáticas (*phos-clast-wackestone* según Trappe, 2001).

Las areniscas silicoclásticas son escasas, presentan granulometría fina a muy fina, y por lo general están bien seleccionadas. Se observaron tan solo dos bancos. Uno se ubica junto a las areniscas híbridas en la parte central del miembro superior. Se trata de un pequeño banco poco consolidado, masivo y con base neta, de una arenita feldespática de tan solo 4,5 cm de espesor, de color castaño roji-

zo, cuya fracción clástica está conformada por un 85% de feldespato, principalmente plagioclasa. El otro se ubica en la parte cuspidal, por debajo de las areniscas híbridas de ese sector. Consiste en un potente banco de 85 cm de espesor, de color gris verdoso en superficie fresca y castaño rojizo en superficie expuesta, moderadamente consolidado, con base neta, que presenta estratificación *swaley-hummocky* preservadas en concreciones localizadas en la base del estrato (Fig. 8d).

Las tobas finas aparecen también en la parte media y superior de este miembro. Son dos capas de 8 a 10 cm de potencia, de color gris con tintes celestes y rojizos debido a la fuerte alteración, conformadas cada una por 3 a 4 láminas discontinuas de material piroclástico de menos de 5 mm de espesor, intercaladas en bancos de pelitas friables castañas y grises, respectivamente.

Interpretación paleoambiental: La base y sector medio de este intervalo se acumuló en un ambiente de rampa media distal (Fig. 5), en el cual la sedimentación suspensi-

va dominante deja lugar a acumulaciones esporádicas debidas al retrabajo por olas de tormenta, a corrientes de retorno o a caídas de cenizas. En el sector medio y cuspidal se desarrollan importantes biostromas paraautóctonos conformados por bancos de coquinas de ostras que, por ser retrabajados por corrientes litorales, señalan una mayor somerización del sector. La secuencia es granocreciente y los sedimentos fangosos se vuelven más limosos, respondiendo a un ambiente de rampa media proximal en consonancia con el aumento del aporte de sedimentos de los sistemas deltaicos que aparecen en el techo de la Formación Quintuco (Olivo *et al.* 2014) y en la base de la Formación Mulichinco.

Distribución de la fauna y edad: La fauna de la Formación Quintuco está representada casi exclusivamente por moluscos (Fig. 4). En los primeros 119 m, es decir, hasta el sector basal del miembro superior, los amonites se caracterizan por su diversidad y abundancia. Estos se distribuyen en tres niveles diferentes. El primero (18-26

m), ubicado en el miembro inferior, está caracterizado por *Spiticerus* sp. nov., *Spiticeratinae* gen. et sp. nov., "*Parandicerus*" *fallax* (Steuer), *Frenquellicerus* sp. y *Malbosicerus* sp. El segundo (30-37,5 m), que abarca desde el sector cuspidal alto del miembro inferior hasta la parte basal del miembro medio, está dominado por "*Hoplites*" cf. *theodori* Burckhardt (non Oppel) y *Malbosicerus* gr. *malbosi*, asociado con *Jabronella* sp., *Erdenella* sp., y "*Thurmannicerus*" *incerta* Steuer. El tercer nivel (52-113,5 m), situado entre el sector medio del miembro medio y la parte basal del miembro superior, contiene abundantes amonites y nautiloides tales como *Pomelicerus* sp., *Malbosicerus malbosiforme* (Steuer), *Cymatoceras* sp., junto con "*Andesites*" *curvatus* Gerth. Esta fauna correspondería a una nueva asociación, actualmente en estudio por parte de los autores, de posible edad berriasiana media-tardía (Fig. 4).

Los bivalvos son menos comunes y están dominados por trigonias, principalmente *Steinmanella* sp. También hay registros de *Pinna* sp., *Entolium* sp., *Camptonectes* sp., *Panopea* sp. y escasos gastrópodos.

Los siguientes 58 m, correspondientes al sector medio del miembro superior, se caracterizan por la ausencia de fauna marina salvo en el nivel que va de los 148 a los 149 m, en donde se han reconocido varios especímenes de *Neocomites* sp. asignados tentativamente al Valanginiano temprano bajo.

Finalmente, en el nivel que se extiende desde los 189 a los 212 m, correspondiente al sector cuspidal del miembro superior, la fauna de amonites identificada incluye a: *Valanginites* sp. nov., *Karakaschicerus* sp., *Subthurmania* sp., *Neocomites* sp. y *Acantholissonia gerthi* (Weaver). Esta fauna se asigna tentativamente al Valanginiano temprano alto.

Por su parte, los bivalvos son particularmente comunes en esta zona, encontrándose especímenes bien preservados asignables a *Pinna robinaldina* d'Orbigny, *Trigonia carinata* Agassiz, *Steinmanella* spp., *Isocardia koeneni* Behrendsen, *Meretrix quintucoensis* Weaver y *Pholadomya agriensis* Weaver.

Formación Mulichinco (Weaver 1931)

Distribución, espesor y relación con otras unidades: Los afloramientos de esta unidad aparecen en la cumbre del cerro Salado y en los flancos del anticlinal del cerro Mula, estando afectados hacia el este y el oeste por los corrimientos principales que limitan dicho anticlinal (Fig. 2). En el área de estudio la Formación Mulichinco presenta un espesor mínimo de 150 m, encontrándose su límite basal en contacto neto y paraconcordante, o transicional con la Formación Quintuco. Sorprendentemente estas variaciones se dan en afloramientos a pocos kilómetros de distancia y podrían indicar la existencia de una discordancia erosiva entre ambas unidades conocida como discontinuidad Intravalanginiana o Huncálica (Gulisano *et al.* 1984, Leanza 2009), que resulta difícil de determinar con certeza porque el contacto está cubierto en gran parte del área. El techo de la Formación Mulichinco presenta un contacto de falla con el Miembro Pilmatué de la Formación Agrio. Esta formación está representada parcialmente en los perfiles estratigráficos I-M, R-T y B-B' de la figura 3.

Litología: La Formación Mulichinco está conformada por una sucesión silicoclástica cuyos 50 m basales, correspondientes al perfil B-B' de la laguna del cerro Bola (Figs. 2 y 3), están constituidos por areniscas y pelitas marinas, predominando ampliamente las primeras.

Las areniscas son, por lo general, de granulometría mediana a gruesa y están bien a muy bien seleccionadas. Son de color gris, gris claro, y en menor proporción, gris verdoso y amarillentas. Son mayormente masivas, o presentan estratificación entrecruzada tabular planar, laminación horizontal de bajo régimen de flujo y, en menor medida, laminación heterolítica, ondulítica de oleaje, y microestratificación entrecruzada en artesa de bajo ángulo. En general, conforman bancos consolidados con base neta, aunque algunas areniscas también se encuentran fragmentadas. Según se deduce de los escasos datos de las estructuras anteriores, las paleocorrientes dominantes provenían del NO y O, y de manera alternante

del N y S. Estas psamitas pueden alcanzar espesores de hasta 3 m, siendo frecuentes los bancos con espesores menores a 1,5 m.

Las pelitas están conformadas por arcilitas y limolitas finas y medianas, y en menor proporción, por limolitas gruesas. Son de color castaño, y en menor medida, gris verdoso, gris claro a mediano y negro. En general son masivas y se encuentran fragmentadas. Los bancos de pelitas no superan en general los 0,5 m de potencia, aunque pueden alcanzar hasta 1,8 m. de espesor.

Distribución de la fauna y edad: La fauna del sector basal inferior está caracterizada por la presencia de *Acantholissonia* sp. nov. Se la incluye tentativamente a la parte más alta del Valanginiano temprano.

Interpretación paleoambiental: La presencia de fósiles marinos, el carácter granocreciente de la sucesión, la bipolaridad de las paleocorrientes en la estratificación entrecruzada, la estratificación heterolítica y los mantos de fango, indican que las sedimentitas de la base de la Formación Mulichinco se habrían depositado en un ambiente de transición (Fig. 5), correspondiendo probablemente a un ambiente deltaico dominado por mareas.

Estratos fosfáticos

En el área de estudio se reconocieron 27 estratos tabulares y 2 lenticulares con variado contenido de fosfato y una ley no superior al 9% en P_2O_5 , que fueron agrupados en cuatro intervalos fosfáticos (Medina *et al.* 2010a y b, 2011, Medina 2014) cuyas principales características son las siguientes (Fig. 5):

Intervalo fosfático I (25,6 - 62,0 m): Se encuentra en el miembro inferior y en la parte basal del miembro medio de la Formación Quintuco, tiene un espesor aproximado de 36,4 m y una probable edad berriasiana media (Fig. 5). Está compuesto por diez bancos tabulares de *phosclast-wackestones*, uno levemente fosfático y los restantes muy levemente fosfáticos. Un 60% de estos bancos no superan los 25 cm de espesor, presentándose los mayores espesores en el sector cuspidal de este intervalo, alcanzando en un caso los 70

cm de potencia. Las rocas presentan textura fango-sostén, con partículas fosfáticas muy bien seleccionadas, con moda en la clase arena mediana. Estas partículas son equidimensionales, proladas y en menor medida obladas, subredondeadas y redondeadas a subangulosas, con tamaños que van de 0,015 a 2,64 mm de longitud máxima. Uno de los bancos presenta cemento fosfático en su composición (colofana), constituyendo el 5% del total de la roca.

En general, las capas del intervalo fosfático I no superan el 1% de pentóxido de fósforo (P_2O_5), alcanzándose ocasionalmente valores entre el 2% y el 4,25% de P_2O_5 .

Intervalo fosfático II (62,0 - 92,9 m): Se encuentra a continuación del intervalo anterior, en el miembro medio de la Formación Quintuco, con un espesor aproximado de 30,9 m y una probable edad berriasiana media-tardía (Fig. 5). Está compuesto por seis bancos tabulares y dos lenticulares de *phosclast-wackestones*, cuatro moderadamente fosfáticos y los restantes levemente fosfáticos, además de tres bancos tabulares de areniscas híbridas, dos fosfáticos y el otro levemente fosfático.

Los bancos y lentes de *phosclast-wackestones* no superan los 25 cm de espesor, y el 85% de los mismos no alcanzan los 15 cm de potencia. Estas rocas presentan textura fango-sostén, con partículas fosfáticas bien a muy seleccionadas y, en menor proporción, moderadamente bien seleccionadas, y moda en la clase arena mediana a gruesa. Son equidimensionales, proladas y en menor medida obladas, subredondeadas a redondeadas las primeras, y subangulosas a angulosas las restantes, con tamaños que van de los 0,03 a los 4,56 mm de longitud máxima (Figs. 9a y b). Uno de los bancos presenta también venillas fosfáticas subverticales y discontinuas, compuestas por colofana, con un espesor máximo aproximado de 0,11 mm, constituyendo estas el 1% del total de la roca.

Los bancos de arenisca híbrida tienen espesores menores o iguales a 20 cm. Dos de los bancos presentan texturas clasto-

sostén con predominio de contactos tangenciales a rectos, y el restante texturas fango-sostén. En general, las partículas intraclásticas fosfáticas están pobremente seleccionadas, y en menor medida, moderadamente bien seleccionadas, con moda en la clase arena mediana a gruesa. Son partículas equidimensionales, proladas y en menor proporción obladas, subredondeadas las primeras y subangulosas las restantes, con tamaños que van de los 0,03 a los 3,8 mm de longitud máxima. Dos de los bancos presentan cemento fosfático (colofana) con textura en parche, constituyendo entre un 2 y un 3% del porcentaje total de la roca.

Las capas del intervalo fosfático II no alcanzan a superar el 3,8% de P_2O_5 .

Intervalo fosfático III (127,7 - 151,9 m): Se encuentra en la parte basal alta y media baja del miembro superior de la Formación Quintuco, con un espesor aproximado de 24,2 m y una probable edad comprendida entre el Berriasiano tardío y el Valanginiense temprano bajo (Fig. 5). Está compuesto por tres bancos tabulares, uno de *phosclast-mudstone* muy levemente fosfático y dos de areniscas híbridas fosfáticas.

El banco de *phosclast-mudstone* tiene 10 cm de espesor y está conformado por concreciones discoidales dispuestas en forma continua, y amalgamadas con material calcáreo fosfático. La roca presenta textura fango-sostén y, en general, las partículas fosfáticas que forman parte constituyente del material calcáreo amalgamante, están muy bien seleccionadas, con moda en la clase arena gruesa. Estas partículas son equidimensionales y proladas, subredondeadas a subangulosas, con tamaños que van de los 0,063 a 1,92 mm de longitud máxima.

Los bancos de areniscas híbridas tienen espesores menores o iguales a 43 cm. Uno de los bancos presenta textura clasto-sostén con predominio de contactos rectos a cóncavo-convexos, en tanto que el otro presenta textura fango-sostén, aunque por sectores los clastos están en contacto entre sí, con predominio de contactos tangenciales y rectos. Las partículas intraclásticas fosfáticas que conforman estas areniscas están pobre a moderada-

mente bien seleccionadas, con moda en la clase arena mediana y gruesa. Son partículas equidimensionales y en menor medida proladas, subredondeadas las primeras y subredondeadas a subangulosas las segundas, con tamaños variables que van de los 0,08 a los 4,56 mm de longitud máxima (Fig. 9c). Uno de los bancos presenta cemento fosfático (colofana) constituyendo un 4% del porcentaje total de la roca.

En este intervalo fosfático una de las capas alcanza el valor de 8,63% de P_2O_5 , siendo este el máximo valor obtenido en el área de estudio.

Intervalo fosfático IV (203,7 - 216,3 m): Se encuentra en la parte cuspidal del miembro superior de la Formación Quintuco, con un espesor aproximado de 12,6 m, y una probable edad Valanginiense temprana (Fig. 5). Está compuesto por cuatro bancos tabulares, dos *phosclast-wackestones*, uno levemente fosfático y otro fosfático, por un *phosclast-rudstone* bioclástico moderadamente fosfático, y por una arenisca híbrida fosfática.

Los bancos de *phosclast-wackestones* tienen espesores menores o iguales a 30 cm, en tanto que *phosclast-rudstone* bioclástico tiene un espesor que varía de 0,1 hasta los 3 m aproximadamente. Estas rocas presentan textura fango-sostén y, en general, las partículas fosfáticas que forman parte constituyente de estas calizas, están moderadamente a bien seleccionadas, con moda en la clase arena mediana. Dichas partículas son equidimensionales y en menor medida proladas, subredondeadas a subangulosas, con tamaños que van de los 0,028 a los 6,24 mm de longitud máxima.

El banco de arenisca híbrida tiene un espesor que varía de 20 a 29 cm. Presenta textura fango-sostén, y solo por sectores, textura clasto-sostén, con predominio de contactos tangenciales a rectos. Las partículas intraclásticas fosfáticas que conforman esta arenisca están pobremente seleccionadas, con moda en la clase arena gruesa. Son partículas equidimensionales y proladas, subredondeadas las primeras y subredondeadas a subangulosas las segundas, con tamaños variables que

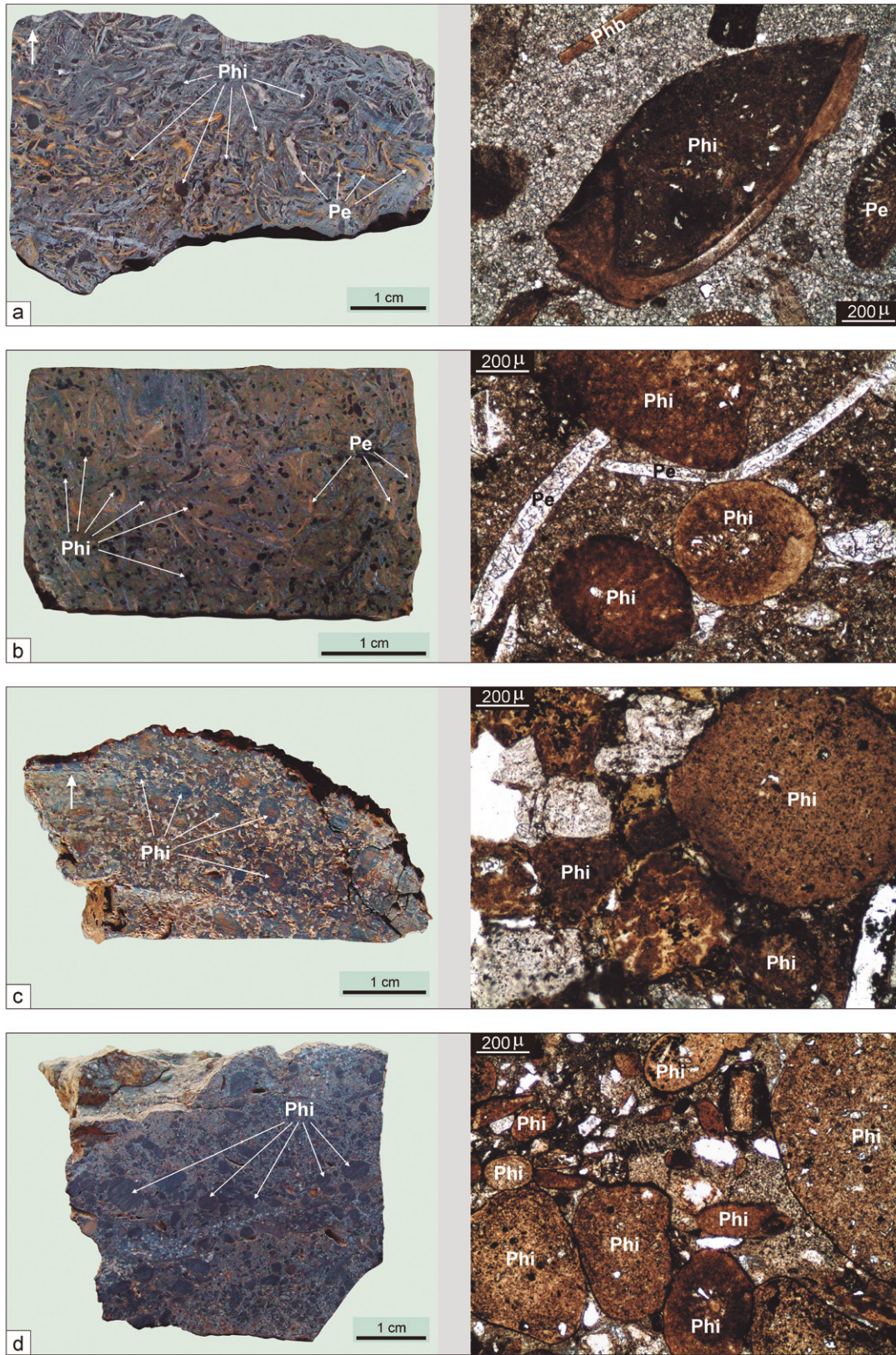


Figura 9: Muestra de mano (pulida) y fotomicrografía de rocas pertenecientes a los intervalos fosfáticos II (a y b, *phosclast-wackestones*), III (c, arenisca híbrida) y IV (d, arenisca híbrida). Se destacan partículas fosfáticas equidimensionales (b, c y d) y proladas (a), subredondeadas a redondeadas las primeras y subangulares a angulares las segundas. Estas últimas, por lo general, son de un tamaño notablemente superior y están sustentadas lateralmente por una pared cóncava perteneciente a una partícula esquelética. Phi: *phosintraclasts*; Phb: *phosbioclasts*; Pe: partícula esquelética.

van de los 0,039 a los 3,88 mm de longitud máxima (Fig. 9d). Este banco presenta cemento fosfático (colofana) constituyendo un 6% del porcentaje total de la roca. Esta arenisca se interdigita lateralmente con uno de los bancos de *phosclast-mackstones* descrito con anterioridad.

Las capas del intervalo fosfático IV alcanzan valores de 5,50 y 6,37% de P_2O_5 , constituyendo estos el tercer y segundo máximo valor obtenido, respectivamente, en el área del cerro Salado y zonas adyacentes.

Características generales de las partículas fosfáticas: En todos los intervalos fosfáticos, las partículas fosfáticas se encuentran dispersas en forma homogénea entre el resto de los componentes de la roca. Son equidimensionales, y en menor medida, proladas, subredondeadas las primeras y subredondeadas a subangulares las segundas, con tamaños que no superan los 6,5 mm de diámetro. Ellas derivan principalmente del retrabajo de sedimentos fosfáticos y del relleno fosfático de moldes (Fig. 9a) y perforaciones de conchillas de moluscos (*phosintraclasts*, y en menor proporción, *phoslithoclasts* de Trappe, 2001), a menudo sin que haya reemplazo de las valvas, que mantienen su composición carbonática original. En menor medida se forman por reemplazo parcial de dichas valvas (*phosbioclasts* de Trappe, 2001). La redondez señalada de las partículas fosfáticas está dada por su forma original esférica/elipsoidal o por el transporte que sufrieron. Estas partículas contienen, además del fosfato, un porcentaje variable de otros elementos de grano muy fino (tamaño limo) tales como clastos de cuarzo y feldespato, minerales opacos, intraclastos carbonáticos y restos esqueléticos parcialmente fosfatizados. Este porcentaje de elementos no-fosfáticos generalmente es menor al 50% de la partícula fosfática (Fig. 9), pero en ocasiones puede llegar hasta un 90% del volumen total. Esta composición heterogénea hace que los contenidos totales de P_2O_5 sean menores que los esperados de acuerdo con los volúmenes de partículas fosfáticas presentes en la roca.

De acuerdo al patrón de distribución de

tierras raras normalizadas con PAAS como pelita de referencia (*Post-Archean Australian shales*, McLennan 1989), se observa un enriquecimiento en tierras raras medianas consistente con una fosfogénesis en ambiente anóxico de plataforma (Castro *et al.* 2014).

DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES

La Formación Quintuco fue originalmente descrita y definida por Charles Weaver a comienzos del siglo pasado (Weaver 1931). Este autor señaló que la sección expuesta en el cerro Salado es aproximadamente la misma que aflora en el flanco oeste de la sierra de la Vaca Muerta, y que está compuesta de "... *bedded clay and sandy shales interbedded with limstones and calcareous shales of a prevailing dark gray to black color*" (Weaver 1931, p. 62), siendo esta litología similar a la descrita en este trabajo en la sección comprendida entre el Berriasiano medio y el Valanginiano temprano alto (véanse Figs. 3 y 4). Si bien este intervalo estratigráfico ha recibido disímiles acepciones tanto en superficie como en subsuelo (Leanza *et al.* 2011), entendemos que la denominación de Formación Quintuco está bien aplicada para las rocas del cerro Salado y del cerro Bola (Fig. 2).

No se observa en el área disconformidad angular entre la Formación Quintuco y la suprayacente Formación Mulichinco. Al estar cubierto por derrubios, el contacto entre ambas formaciones no puede apreciarse en la ladera norte del cerro Salado, pero sí dos kilómetros al noreste, en el limbo oriental del anticlinal del cerro Mula (véase Fig. 2), en el cual el pasaje parece ser transicional por la paulatina intercalación de areniscas finas amarillentas entre las pelitas y calizas de la parte más alta de la Formación Quintuco.

En contraposición con lo sostenido por Weaver (1931, p. 68) y otros investigadores (véase Schwarz *et al.* 2011), en el área de estudio la base de la Formación Mulichinco no estaría conformada por sedimentitas continentales, sino por sedimentitas marino marginales con fósiles

marinos (*Acantholissonia* sp. nov.). La bipolaridad de las paleocorrientes en la estratificación entrecruzada, la estratificación heterolítica y los mantos de fango, indicarían que estas sedimentitas se habrían depositado en un ambiente de transición, probablemente en un delta dominado por mareas.

Si bien la calidad de los afloramientos y la deformación de las rocas no permitió hacer un análisis de facies detallado de las Formaciones Vaca Muerta y Quintuco, las características observadas en estas unidades son compatibles con los esquemas paleoambientales sugeridos para otros sectores de la cuenca (e.g. Leanza *et al.* 2011, Kietzmann *et al.* 2008, 2014a y b, 2016), en cuanto a que la sedimentación tuvo lugar en ambientes que varían desde rampa externa/cuenca hasta rampa media proximal. En general, estos ambientes son más someros que los propuestos por Legarrera y Uliana (1991) para el Berriasiano tardío en su reconstrucción paleogeográfica de la cuenca. Esto podría ser efecto del alzamiento del Dorso de los Chihuidos, una gran estructura anticlinal cuyo eje se ubica inmediatamente al E de la zona de estudio que ascendió simultáneamente con la sedimentación durante el Berriasiano-Valanginiano temprano (Maretto y Pángaro 2005). Adicionalmente, la Formación Quintuco registra variaciones de facies en respuesta a variaciones batimétricas, tal como lo sugiere la presencia de bancos de ostras potentes y de geometría lenticular, que son indicativos de la existencia de canales cercanos a la costa.

Las tobas finas localizadas en la parte media y alta del miembro superior de la Formación Quintuco evidencian erupciones explosivas provenientes de centros volcánicos alejados del área. La arenita feldespática descrita en el sector se interpreta como un depósito de ceniza removilizada y transportada a un ambiente subáqueo, ya sea como un flujo hiperpícnico o como una corriente de retorno. La edad de estos eventos volcánicos (Fig. 5) corresponderían aproximadamente al límite Berriasiano-Valanginiano y al Valanginiano temprano.

Los estratos fosfáticos en las sedimentitas de la Formación Quintuco corresponden a depósitos condensados con diferente grado de retrabajo y no se observaron depósitos prístinos en el sentido definido por Föllmi (1996). Las partículas fosfáticas están conformadas principalmente por nódulos (*phosintraclasts* y *phoslitoblasts* de Trappe, 2001), y en menor medida, por fragmentos de conchillas parcial a totalmente fosfatizadas (*phosbioclasts* de Trappe, 2001). Las acumulaciones fosfáticas tienen lugar en áreas de bajas tasas de sedimentación clástica y alta productividad biológica, especialmente en forma de plancton, lo que permite la generación de aguas anóxicas o disóxicas cerca del fondo marino por el gran consumo de oxígeno causado por la degradación de la materia orgánica durante la eodiagénesis (Föllmi 1996). Este tipo de fondos ha existido en distintas etapas de la evolución de la Cuenca Neuquina (e.g. Scasso *et al.* 2005). La limitación en el oxígeno permite que parte de la materia orgánica se acumule en el fondo oceánico, y sea posteriormente degradada por bacterias anaerobias liberando fosfato. La precipitación de este se produce a partir de soluciones coloidales que impregnan y reemplazan parte del sustrato marino dando lugar a la formación de los nódulos y costras. En el caso de los depósitos del cerro Salado, el tamaño pequeño de los nódulos indica que las condiciones óptimas para fosfogénesis no persistieron largo tiempo, sino que fueron más bien esporádicas. Posteriormente, los fragmentos fosfáticos fueron concentrados por el retrabajo de olas de tormenta y/o corrientes marinas en canales de ambientes costeros. La acción mecánica del agua permitió la eliminación de las partículas más finas y livianas del sustrato, posibilitando la concentración de los fragmentos fosfáticos más pesados. El proceso de generación y acumulación de fosfatos es favorecido por los cambios en la profundidad del mar, ya que la formación y precipitación de fosfato ocurre con niveles del mar alto en los cuales la tasa de sedimentación es baja, mientras que los episodios de caída y ascenso permiten el retrabajo y con-

centración de los fragmentos en las capas fosfáticas (Fig. 5). Por esto, los estratos fosfáticos son también buenos indicadores de discontinuidades en el registro sedimentario, pues permiten la correlación con las secuencias deposicionales de alta frecuencia contenidas en los grandes ciclos transgresivo-regresivos de la Cuenca Neuquina (e.g. Kietzmann *et al.* 2014b). Por último, cabe aclarar que en todos los casos analizados, las bajas leyes presentes, menores al 5%, y alcanzando excepcionalmente el 8,63% de P_2O_5 en el intervalo fosfático III, sumado a la escasa potencia y a la adversa posición estructural, conllevan a que la explotación comercial de los niveles fosfáticos identificados en la zona no sea viable económicamente al día de hoy.

AGRADECIMIENTOS

Los autores agradecen al editor responsable y revisor Dr. Diego A. Kietzmann, y al revisor anónimo, cuyos comentarios y sugerencias enriquecieron notablemente lo expresado en el trabajo. Al Dr. Héctor A. Leanza, quien generosamente nos indicó la presencia de fosfatos en la zona de estudio. A la Lic. Andrea L. Martínez por su colaboración en las tareas de campo, y al Sr. Anselmo Huentén y a la Sra. Jara Huentén por su hospitalidad. Este trabajo se realizó con fondos correspondientes al PICT 25342 de la Agencia Nacional de Promoción Científica y Tecnológica (ANPCyT).

TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- Aguirre-Urreta, M.B. y Rawson, P.F. 1999. Lower Cretaceous ammonites from the Neuquén Basin, Argentina: *Viluceras*, a new Valanginian subgenus of *Olcostephanus*. *Cretaceous Research* 20: 343-357.
- Aguirre-Urreta, M.B. y Rawson, P.F. 2001. Lower Cretaceous ammonites from the Neuquén Basin, Argentina: the Hauterivian *Olcostephanus* fauna. *Cretaceous Research* 22: 763-778.
- Aguirre-Urreta, M.B., Mourgues, F.A., Rawson, P.F., Bulot, L.G. y Jaillard, E. 2007. The Lower Cretaceous Chañarcillo and Neuquén Andean basins: ammonoid biostratigraphy and correlations. *Geological Journal* 42: 143-173.
- Cangini, J. 1968. Perfiles estratigráficos desde la Sierra de la Vaca Muerta hasta Buta Ranquil-Los Menucos, Departamentos Picunches, Loncopue, Norquín, Chos Malal y Pehuenches, Neuquén. Yacimientos Petrolíferos Fiscales, informe interno (inédito), Buenos Aires.
- Castro, L.N., Scasso, R.A. y Del Dago, E. 1998. Nuevos resultados de la prospección de fosfatos sedimentarios marinos en la República Argentina. 10° Congreso Latinoamericano de Geología y 6° Congreso Nacional de Geología Económica, Actas 3: 88-94, Buenos Aires.
- Castro, L.N., Scasso, R.A. y Fazio, A.M. 2014. Fosfogénesis y geoquímica de tierras raras en niveles fosfáticos de la Formación Quintuco, área cerro Salado, provincia del Neuquén. 19° Congreso Geológico Argentino, Actas en CD-Room, Córdoba.
- Digregorio, J.H. y Uliana, M.A. 1980. Cuenca Neuquina. En: Leanza, A.F. (ed.), *Geología Regional Argentina*, Academia Nacional de Ciencias 2: 985-1032, Córdoba.
- Doyle, P., Poiré, D.G., Spalletti, L.A., Pirrie, D., Brenchley, P. y Matheos, S.D. 2005. Relative oxygenation of the Tithonian-Valanginian Vaca Muerta-Chachao formations of the Mendoza Shelf, Neuquén Basin, Argentina. En: Veiga, G.D., Spalletti, L.A., Howell, J.A. y Schwarz, E. (eds.), *The Neuquén Basin, Argentina: a case study in sequence stratigraphy and basin dynamics*. Geological Society, Special Publications 252: 185-206, Londres.
- Dunham, R. 1962. Classification of carbonate rocks according to depositional texture. En: Hamm W.E. (ed.), *Classification of carbonate rocks*, American Association of Petroleum Geologists, Memoir 1: 108-121, Tulsa.
- Embry, A.F. y Klovan, J.E. 1971. A late Devonian reef tract on Northeastern Banks Island, N.W.T. *Canadian Petroleum Geology, Bulletin* 19: 730-781.
- Föllmi, K.B. 1996. The phosphorus cycle, phosphogenesis and marine phosphate-rich deposits. *Earth-Science Reviews* 40: 55-124.
- Gulisano, C.A., Gutiérrez Pleimling, A. y Digregorio, R.E. 1984. Análisis estratigráfico del intervalo Tithoniano-Valanginiano (Formaciones Vaca Muerta, Quintuco y Mulichinco) en el suroeste de la provincia del Neuquén.

- 9° Congreso Geológico Argentino, Actas 1: 221-235, San Carlos de Bariloche.
- I.G.M. 1930. Carta Topográfica de la República Argentina "Coihueco" Hoja 3969-1. Instituto Geográfico Militar, edición agosto 1974, Buenos Aires.
- I.G.M. 1998. Atlas Geográfico de la República Argentina. Instituto Geográfico Militar, 7° edición (1° reimpresión), 96 p., Buenos Aires.
- Kietzmann, D.A. 2011. Análisis sedimentológico y cicloestratigráfico de una sucesión orbitalmente controlada (Formación Vaca Muerta), en el límite Jurásico-Cretácico de la Cuenca Neuquina surmendocina. Tesis Doctoral, Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Universidad de Buenos Aires (inédita), 582 p., Buenos Aires.
- Kietzmann, D.A. y Vennari, V.V. 2013. Sedimentología y estratigrafía de la Formación Vaca Muerta (Tithoniano-Berriasiano) en el área del cerro Domuyo, norte de Neuquén, Argentina. *Andean Geology* 40(1): 41-65.
- Kietzmann, D.A., Palma, R.M. y Bressan, G.S. 2008. Facies y microfacies de la rampa tithoniana-berriasiana de la Cuenca Neuquina (Formación Vaca Muerta) en la sección del arroyo Loncoche - Malargüe, provincia de Mendoza. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 63: 696-713.
- Kietzmann, D.A., Palma, R.M., Riccardi, A.C., Martín-Chivelet, J. y López-Gómez, J., 2014a. Sedimentology and sequence stratigraphy of a Tithonian-Valanginian carbonate ramp (Vaca Muerta Formation): A misunderstood exceptional source rock in the Southern Mendoza area of the Neuquén Basin, Argentina. *Sedimentary Geology* 302: 64-86.
- Kietzmann, D.A., Ambrosio, A.L., Suriano, J., Alonso, M.S., Vennari, V.V., Aguirre-Urreta, M.B., Depine, G. y Repol, D. 2014b. Análisis sedimentológico y estratigráfico secuencial de las Formaciones Vaca Muerta y Quintuco en el área de Chos Malal, Cuenca Neuquina. 9° Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos, Actas: 269-288, Mendoza.
- Kietzmann, D.A., Palma, R.M. e Iglesia Llanos, M.P. 2015. Cyclostratigraphy of an orbitally-driven Tithonian-Valanginian carbonate ramp succession, Southern Mendoza, Argentina: Implications for the Jurassic-Cretaceous boundary in the Neuquén Basin. *Sedimentary Geology* 315: 29-46.
- Kietzmann, D.A., Ambrosio, A.L., Suriano, J., Alonso, M.S., González Tomassini, F., Depine, G. y Repol, D. 2016. The Vaca Muerta-Quintuco system (Tithonian-Valanginian) in the Neuquén Basin, Argentina: a view from the outcrops in the Chos Malal fold and thrust belt. *AAPG Bulletin* 100(5): 743-771, Tulsa.
- Leanza, H.A. 1972. *Acantholissonia*, nuevo género de ammonites del Valanginiano de Neuquén, Argentina, y su posición estratigráfica. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 17(4): 63-70.
- Leanza, H.A. 1981. The Jurassic-Cretaceous boundary beds in west central Argentina and their ammonite zones. *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie, Abhandlungen* 161: 62-92.
- Leanza, H.A. 1984. Potencial fosfatífero de las cuencas sedimentarias de la República Argentina. En: Ricaldi, V. y Escalera, S. (eds.), *La Roca Fosfórica, Grupo Latinoamericano Investigación de Roca Fosfórica*, 1: 13-25, Cochabamba.
- Leanza, H.A. 2009. Las principales discordancias del Mesozoico de la Cuenca Neuquina según observaciones de superficie. *Revista Museo Argentino Ciencias Naturales*, n.s., 11(2): 145-184.
- Leanza, H.A. y Hugo, C.A. 2005. Hoja Geológica 3969-I, Zapala, provincia del Neuquén. Programa Nacional de Cartas Geológicas de la República Argentina. Secretaría de Minería de la Nación, Servicio Geológico Minero Argentino e Instituto de Geología y Recursos Minerales, Boletín 275, 128 p., Buenos Aires.
- Leanza, H.A., Spiegelman, A.T. y Hugo, C.A. 1986. Episodicidad y distribución paleolatitudinal de las fosforitas marinas fanerozoicas de la República Argentina. 1° Reunión Argentina de Sedimentología, Resúmenes expandidos: 213-216, La Plata.
- Leanza, H.A., Spiegelman, A.T., Hugo, C.A., Mastandrea, O.O. y Oblitas, C.J. 1989. Phanerozoic phosphatic rocks from Argentina. En: Notholt, A.J., Sheldon, R.P. y Davidson, D.F. (eds.), *Phosphate deposits of the world, phosphate rock resources*, University Cambridge Press 2(24): 147-158, Cambridge.
- Leanza, H.A., Rosenfeld, U., Volkheimer, W. y Zeiss, A. 2000. Facies evolution of the Mesozoic Neuquén basin (Argentina) in space and time. 31° International Geological Congress (Brasil), *Zeitschrift für Angewandte Geologie, Sonderheft* 1: 95-102, Hannover.
- Leanza, H.A., Hugo, C.A., Repol, D. y Salvarredy Aranguren, M. 2003. Miembro Huncal (Berriasiano inferior): un episodio turbidítico en la Formación Vaca Muerta, Cuenca Neuquina, Argentina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 58: 248-254.
- Leanza, H.A., Sattler, F., Martínez, R.S. y Carbone, O. 2011. La Formación Vaca Muerta y equivalentes (Jurásico tardío- Cretácico temprano) en la Cuenca Neuquina. En: Leanza, H.A., Arregui, C., Carbone, O., Danieli, J.C. y Vallés, J.M. (eds.), *Geología y recursos naturales de la provincia del Neuquén*, 18° Congreso Geológico Argentino, Relatorio: 113-129, Neuquén.
- Legarreta, L. y Gulisano, C.A. 1989. Análisis estratigráfico secuencial de la Cuenca Neuquina (Triásico superior - Terciario inferior), Argentina. En: Chebli, G.A. y Spalletti, L.A. (eds.), *Cuencas Sedimentarias Argentinas, Serie Correlación Geológica* 6: 221-244, San Miguel de Tucumán.
- Legarreta, L. y Uliana, M.A. 1991. Jurassic-Cretaceous marine oscillations and geometry of back-arc basin fill, central Argentine Andes. En: Macdonald D.I.M. (ed.), *Sedimentation, Tectonics and Eustasy: sea level changes at active plate margins*, International Association of Sedimentologists, Special Publication 12: 429-450, Oxford.
- Legarreta, L. y Uliana, M.A. 1996a. La sucesión jurásica en el centro-oeste de Argentina. Arreglo estratigráfico, secuencias y evolución paleogeográfica. *Boletín de Informaciones Petroleras* 12(45): 66-78.
- Legarreta, L. y Uliana, M.A. 1996b. The Jurassic succession in west-central Argentina: stratal patterns, sequences and paleogeographic evolution. *Paleogeography, Paleoclimatology, Paleogeology* 120: 303-330.
- Marchese, H.G. 1971. Litoestratigrafía y variaciones faciales de las sedimentitas mesozoicas de la Cuenca Neuquina, provincia del Neuquén, República Argentina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 26(3): 343-410.
- Maretto, H. y Pángaro, F. 2005. Edad de formación de algunas de las grandes estructuras del engolfamiento de la Cuenca Neuquina: actividad tectónica durante la depositación de la Formación Quintuco. 6° Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos, Actas: 269-288, Mendoza.

- ración y Desarrollo de Hidrocarburos, Actas en CD-Room, Mar del Plata.
- Mastandrea, O.O., Leanza, H.A., Hugo, C.A. y Spiegelman, A.T. 1975. Manifestaciones fosfáticas en la Sierra de la Vaca Muerta y adyacencias, provincia del Neuquén, República Argentina. 2° Congreso Iberoamericano de Geología Económica, Actas 2: 461-486, Buenos Aires.
- Mastandrea, O.O., Leanza, H.A., Hugo, C.A. y Oblitas, C.J. 1982. Prospección de fosfatos sedimentarios en la República Argentina. 5° Congreso Latinoamericano de Geología, Actas 3: 159-176, Buenos Aires.
- Mastandrea, O.O., Hugo, C.A. y Leanza, H.A. 1983. Plan Fosforita - Guía del Centro Internacional de Información Empresarial de la Minería Argentina. Potencial Minero Argentino 1: 379-402, Buenos Aires.
- McLennan, S.M. 1989. Rare earth elements in sedimentary rocks: influence of provenance and sedimentary processes. En: Lipin, B.R. y McKay, G.A. (eds.), *Geochemistry and mineralogy of rare earth elements*, Reviews in Mineralogy 21: 169-200, Virginia.
- Medina, R.A. 2014. Geología y estratigrafía del Cretácico del cerro Salado y zonas aledañas, provincia del Neuquén, Argentina. Trabajo Final de Licenciatura, Universidad de Buenos Aires (inédita), 178 p., Buenos Aires.
- Medina, R.A., Medina, F.A., Scasso, R.A., Leanza, H.A. y Castro, L.N. 2010a. Fosfatos del Berriasiano-Valanginiano inferior en las Formaciones Vaca Muerta y Quintuco, área del cerro Salado, provincia del Neuquén. 4° Simposio Argentino del Jurásico y sus Límites, Resúmenes: 44, Bahía Blanca.
- Medina, R.A., Scasso, R.A., Medina, F.A. y Leanza, H.A. 2010b. Lower Cretaceous phosphates in the cerro Salado area, Neuquén Basin. 18° International Sedimentological Congress, Abstracts: 596, Mendoza.
- Medina, R.A., Scasso, R.A., Medina, F.A. y Leanza, H.A. 2011. Presencia de fosfatos del Cretácico Inferior en la Formación Quintuco, área del cerro Salado, Cuenca Neuquina. 18° Congreso Geológico Argentino, Actas: 1026-1027, Neuquén.
- Mitchum, R.M. y Uliana, M.A. 1985. Seismic stratigraphy of carbonate depositional sequences, Upper Jurassic - Lower Cretaceous, Neuquén Basin, Argentina. En: Berg, B.R. y Woolverton, D.G. (eds.), *Seismic stratigraphy 2: an integrated approach to hydrocarbon analysis*, American Association of Petroleum Geologists, Memoir 39: 255-274, Tulsa.
- Olivo, M.S., Schwarz, E. y Veiga, G.D. 2014. Análisis paleoambiental del intervalo cuspidal de la Formación Quintuco (Valanginiano temprano). 14° Reunión Argentina de Sedimentología, Actas en CD-Room, Puerto Madryn.
- Pettijohn, F.J. 1963. Chemical composition of sandstones - excluding carbonate and volcanic sands. En: Fleischer, M. (ed.), *Data of Geochemistry*, U.S. Geological Survey Professional Paper 440-S, S1-S21, Washington.
- Pettijohn, F.J. 1975. *Sedimentary rocks*. Harper, 628 p., New York.
- Riccardi, A.C. 1988. The Cretaceous System of southern South America. *Geological Society of America, Memoir* 168: 1-161.
- Scasso, R.A., Alonso, M.S., Lanés, S., Villar, H.J. y Lippai, H. 2002. Petrología y geoquímica de una ritmita marga-caliza del Hemisferio Austral: el Miembro Los Catutos (Formación Vaca Muerta), Tithoniano medio de la Cuenca Neuquina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 57(2): 143-159.
- Scasso, R.A., Alonso, M.S., Lanés, S., Villar, H.J. y Laffitte, G. 2005. Geochemistry and petrology of a Middle Tithonian limestone-marl rhythmite in the Neuquén Basin, Argentina: depositional and burial history. En: Veiga, G.D., Spalletti, L.A., Howell, J.A. y Schwarz, E. (eds.), *The Neuquén Basin, Argentina: a case study in sequence stratigraphy and basin dynamics*. Geological Society, Special Publication 252: 207-229, London.
- Schwarz, E., Spalletti, L.A. y Veiga, G.D. 2011. La Formación Mulichinco (Cretácico temprano) en la Cuenca Neuquina. En: Leanza, H.A., Arregui, C., Carbone, O., Danieli, J.C. y Vallés, J.M. (eds.), *Geología y recursos naturales de la provincia del Neuquén*, 18° Congreso Geológico Argentino, Relatorio: 131-144, Neuquén.
- Spalletti, L.A., Gasparini, Z., Veiga, G., Schwarz, E., Fernández, M. y Matheos, S.D. 1999. Facies anóxicas, procesos deposicionales y herpetofauna de la rampa marina titoniano-berriasiana en la Cuenca Neuquina (Yesera del Tromen), Neuquén, Argentina. *Revista Geológica de Chile* 26(1): 109-123.
- Spalletti, L.A., Franzese, J.R., Matheos, S.D. y Schwarz, E. 2000. Sequence stratigraphy of a tidally dominated carbonate siliciclastic ramp; the Tithonian-Early Berriasian of the Southern Neuquén Basin, Argentina. *Journal of the Geological Society* 157(2): 433-446.
- Spalletti, L.A., Veiga, G.D., Schwarz, E. y Franzese, J.R. 2008. Depósitos de flujos gravitacionales subácueos de sedimentos en el flanco activo de la Cuenca Neuquina durante el Cretácico Temprano. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 63(3): 442-453.
- Spalletti, L.A., Schwarz, E. y Veiga, G.D. 2014. Geoquímica inorgánica como indicador de procedencia y ambiente sedimentario en sucesiones de lutitas negras: los depósitos transgresivos titonianos (Formación Vaca Muerta) de la Cuenca Neuquina, Argentina. *Andean Geology* 41(2): 401-435.
- Trappe, J. 2001. A nomenclature system for granular phosphate rocks according to depositional texture. *Sedimentary Geology* 145: 135-150.
- Vergani, G.D., Tankard, A.J., Belotti, H.J. y Wellsink, H.J. 1995. Tectonic evolution and paleogeography of the Neuquén Basin, Argentina. En: Tankard, A.J., Suarez Soruco, R. y Wellsink, H.J. (eds.), *Petroleum basins of South America*, Association of Petroleum Geologists, Memoir 62: 383-402, Tulsa.
- Weaver, C. 1931. Paleontology of the Jurassic and Cretaceous of West Central Argentina. *Memoirs of the University of Washington* 1: 1-469, Seattle.
- Zuffa, G.G. 1980. Hybrid arenites: their composition and classification. *Journal of Sedimentary Petrology* 50: 21-29.

Recibido: 5 de febrero, 2016

Aceptado: 8 de septiembre, 2016